

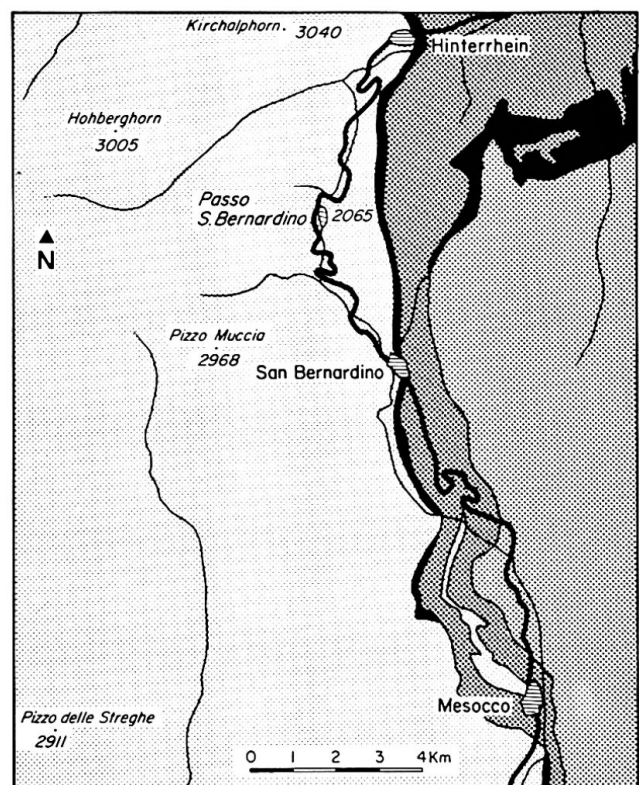
Beobachtungen zum Lineargefüge des Adula-Kristallins und zum Quartär am San Bernardino-Paß (Graubünden/Schweiz)

1 Stratigraphie und Tektonik

Die letzte ausführliche Arbeit zur Geologie und Petrographie des San Bernardino-Paßgebietes stammt von G. FRISCHKNECHT (1923). In E. HEYDWEILLER (1918), H. JENNY, G. FRISCHKNECHT und J. KOPP (1923) sowie A. GANSSER (1937) sind in umfangreichen Literaturverzeichnissen die älteren geologischen und petrographischen Untersuchungen zusammengestellt. Das Paßgebiet gehört vollständig zum Kristallin der tiefpenninischen *Adula-Decke*. In der Gegend von Wälschberg und Alp Montagna bildet sie eine scharfe Grenze zur *Misoxer-Mulde*, welche ein N-S-streichender, axial mit etwa 40° nach E einfallender Synkinalzug darstellt. In der mächtigen Uccello-Wand im E der Paßfurche sind Bündnerschiefer mit Prasinitbändern wunderbar aufgeschlossen (vgl. Profile von A. GANSSER, 1937, und die tektonische Karte vom selben Autor, S. 804). Die Misoxer-Zone bildet die tektonische Trennung zwischen der Adula- und der tektonisch höher liegenden mittelpenninischen *Tambo-Decke* östlich des Bernhardins (vgl. Abb. 1). Die Adula-Decke wird weiter westlich von den tiefpenninischen *Soja-* und *Simano-Decken* unterlagert. Die Lagerungsverhältnisse der Adula-Decke sind in der Gegend des Bernhardins gut überschaubar. So fallen die Schichten bei San Bernardino nach ESE bis E. Weiter nördlich findet ein Abdrehen der Fallinie nach E statt. Bei der Tällalp zeigt sich ein Abdrehen in ein N-Fallen (G. FRISCHKNECHT, 1923, S. 92; der mittlere Fallwinkel beträgt 28°, vgl. Abb. 2). In der Gegend des Bernhardins besteht die Adula-Decke zur Hauptsache aus Granit- und Orthogneisen sowie aus Glimmerschiefern und Paragneisen, die oft Amphibolit-Linsen enthalten. Bei den Laghit d'Ardei und westlich des Laghetto di Moësola treten in N-S-verlaufender Grenze zum zentralen Orthogneis Glimmerschiefer und Paragneise auf. Diese Gesteinsgrenzen fallen morphologisch zum Teil deutlich durch Schichtköpfe auf. Diese Paragesteine werden als paläozoische Ablagerungen betrachtet und bilden die Sedimenthüllen um die Orthokerne.

Die dem Deckenkern entsprechenden Orthogneise zeigen einen großen Wechsel in der Struktur, so daß sie in größeren Entfernungen nicht mehr für lithostratigraphische Korrelationszwecke verwendet werden können. Diese Gneise fallen vor allem durch ihre wundervolle Bankung auf, die beim Steinbruch

Dürrenbüel heute ausgenutzt wird. Die oben erwähnten Amphibolitzüge in den Glimmerschiefern treten oft in Verbindung mit Triaszügen auf (G. FRISCHKNECHT, 1923, S. 79). Es sind dabei mesozoische und



- Kristallin der Adula-Decke, Ortho- und Paragneise
- Trias der Adula-Decke, Quarzite und Dolomite
- ▨ Bündnerschiefer (Aullappen, Tomüllappen, obere Valserschuppen)
- ▩ Tambo-Decke (Kristallin, Gneis- und Sedimentschuppen)
- Bruschihorn-Schuppe (Areuzone, Zone der Burgruine Splügen)

Abb. 1 Tektonische Karte des San Bernardino-Paßgebietes

Conradin A. Burga, Dr. phil. nat.
Geographisches Institut der Universität Zürich-Irchel,
Winterthurerstr. 190, 8057 Zürich

von Orthogneis umschlossene paläozoische Amphibolite zu unterscheiden. Morphologisch fallen die Amphibolite wegen ihrer größeren Verwitterungsresistenz auf. Sie bilden oft das Dach der Rundhöcker.

Die auffälligen *Quarz-Gänge* in der Paßgegend, welche von G. FRISCHKNECHT (1923) als hydrothermalen, apomagmatischen Ursprungs während der herzynischen Granitintrusionen angesehen werden, sind bisher nicht weiter untersucht worden (bei E. HEYDWEILLER, 1918 auf S. 58 erwähnt). Auch sie treten infolge größerer Erosionsresistenz in der Landschaft deutlich in Erscheinung. So kann man in der Gegend der Laghit d'Ardei schöne N-S-streichende, durch Glazialerosion blank polierte Quarzbänder beobachten. Da sie nirgends die Trias schneiden, sind sie wohl paläozoischen Alters (G. FRISCHKNECHT, 1923, S. 93).

2. Zum Lineargefüge (Sekundärgefüge) des Adula-Kristallins

Eine photogeologische Auswertung des zentralen Paßgebietes zeigt bezüglich Anlage der zahlreichen Seelein und Bachläufe interessante Zusammenhänge (Abb. 2). Im Luftbild fallen zunächst die wunderschönen Lineationen der Alp Marschol auf, in denen zahlreiche Seelein, Tümpel und Vermoorungen eingebettet sind. Dieses eine System ist durch die *Schicht-* bzw. *Bankungs-Köpfe* des S 16° E-N 16° W streichenden Adula-Kristallins (vgl. Fallzeichen in Abb. 2) bedingt. Die Köpfe der prächtig gebankten Gneisserien treten im Luftbild im Bereich von Marschol deshalb so deutlich in Erscheinung, weil der Hinterrhein-Gletscher hier das Relief nicht so stark geglättet bzw. ausgeglichen hat wie auf der S- und SE-Seite des Passes. Denn hier sind im Luftbild kaum mehr Schicht-Köpfe zu erkennen.

Quer und schräg zum Streichen verlaufen drei unterschiedlich orientierte Bruchscharen (Verwerfungen): *Bruchschar 1* verläuft etwa S 50° E-N 50° W und ist im Bereich der Paßhöhe zu sehen. Der ersten ähnlich verläuft *Bruchschar 2* S 68° E-N 68° W im nördlichen Teil der Alp Marschol, welche die Anlage des Marscholsees und der nördlich gelegenen Flachmoore bedingte. *Bruchschar 3* streicht S 85° E-N 85° W nahezu quer zur Lagerung der Adulagneise.

Der merkwürdige Verlauf des *Masegg-Baches*, der auf der Alp Marschol entspringt und zunächst nach S fließt und bei Pt. 2041 plötzlich nach NE umbiegt (vgl. Abb. 2), ist durch den markanten, auch im Gelände leicht erkennbaren Bruch (Bruchschar 1) bedingt. Der *Laghetto di Moësole*, im wesentlichen parallel zum Streichen angelegt, ist aber möglicherweise in der Entstehung dadurch begünstigt worden, weil hier mehrere Brüche sich kreuzen, so daß primär bereits eine Schwächezone vorlag, die während der Eiszeit vom Hinterrhein-Gletscher verstärkt ausgeweitet und zu einer Wanne modelliert wurde (vgl. Abb. 2 und C. A. BURGA 1981). Bei der Verwerfung, wo der Mar-

scholsee angelegt wurde, ist eine Versetzung im Luftbild erkennbar. Allgemein sind die Brüche bzw. Verwerfungen schief bis quer zum Streichen angelegt, was zur Annahme führt, daß diese Störungen nach der Faltung bzw. der Platznahme des Adula-Kristallins entstanden sein müssen. Im Gebiet südlich der Via Mala durchscheren N 75° W-S 75° E streichende Verwerfungen die Schieferhülle der Adula-Decke und die Serien der Gelbhorn-Decke (A. BUXTORF, 1919, zit. in: V. STREIFF, 1976, S. 91), was dem Verlauf von Bruchschar 3 derselben tektonischen Einheit ganz ähnlich kommt.

Dank den zahlreichen durch das Lineargefüge des Adula-Kristallins bedingten Hohlformen verdanken die zahlreichen Niedermoore (teilweise mit Hochmoor-Anflügen) ihre Entstehung. So sind dies die Moore der Alp Marschol und der Paßhöhe (z. B. Nr. 3, 6, 7, 8 in Abb. 2) sowie der Südseite (z. B. Nr. 4, 5 in Abb. 2). Ferner bieten die abflußlosen Vertiefungen zwischen den zahlreich vorhandenen Rundhöckern günstige Ansatzstellen für Moorbildungen. So z. B. das Gebiet der Laghit d'Ardei (Nr. 2 in Abb. 2), Sasse de la Golp und Strada Romana (Nr. 5 und 4 in Abb. 2).

3. Anorganische Sedimentation und Moorbachstum

Die folgenden Ausführungen zur Sedimentologie der Verlandungs-Niedermoore beruhen auf den Ergebnissen der Bohrungen 1-9 (vgl. Abb. 3), auf im Schams durchgeführte Sondierungen sowie auf pollenanalytischen Untersuchungen dieser Ablagerungen (vgl. C. A. BURGA, 1980).

Vor allem folgende Faktoren beeinflussen die Werte der mittleren Sedimentationsrate:

1. Sediment-Typ, Art des Materialtransportes, Einbettungsmedium.
2. Innerhalb derselben Pollenzone (Chronozone) können verschiedene Sedimenttypen vorkommen.
3. Schichtlücken.
4. Unterschiedlicher Zersetzungs- und Kompaktionsgrad.
5. Innerhalb jeder Pollenzone (Chronozone) wurde eine konstante Wachstumsrate des Sediments angenommen.

Die anorganische Sedimentation beginnt in den meisten Profilen mit blaugrauem oder hellgrauem *Ton*, welcher hauptsächlich als abgelagerte Gletschertrübe aufzufassen ist. Inwieweit diese Tone und Silte («Glazialtone») den heutigen gletschernahen Ablagerungen entsprechen, ist noch weitgehend unklar.

Die Profile Laghit d'Ardei, S. Bernardino-Paßhöhe, Alp Marschol und Moräne Marschol beginnen mit meistens gut gewaschenem *Quarzsand*. Die später einsetzende *Tongyttja*-Ablagerung als Ausdruck einer zunehmenden Eutrophierung der Gewässer kennzeichnet den Beginn der organischen Sedimentation. *Tongyttja*- und besonders die *Gyttja*-Ablagerungen

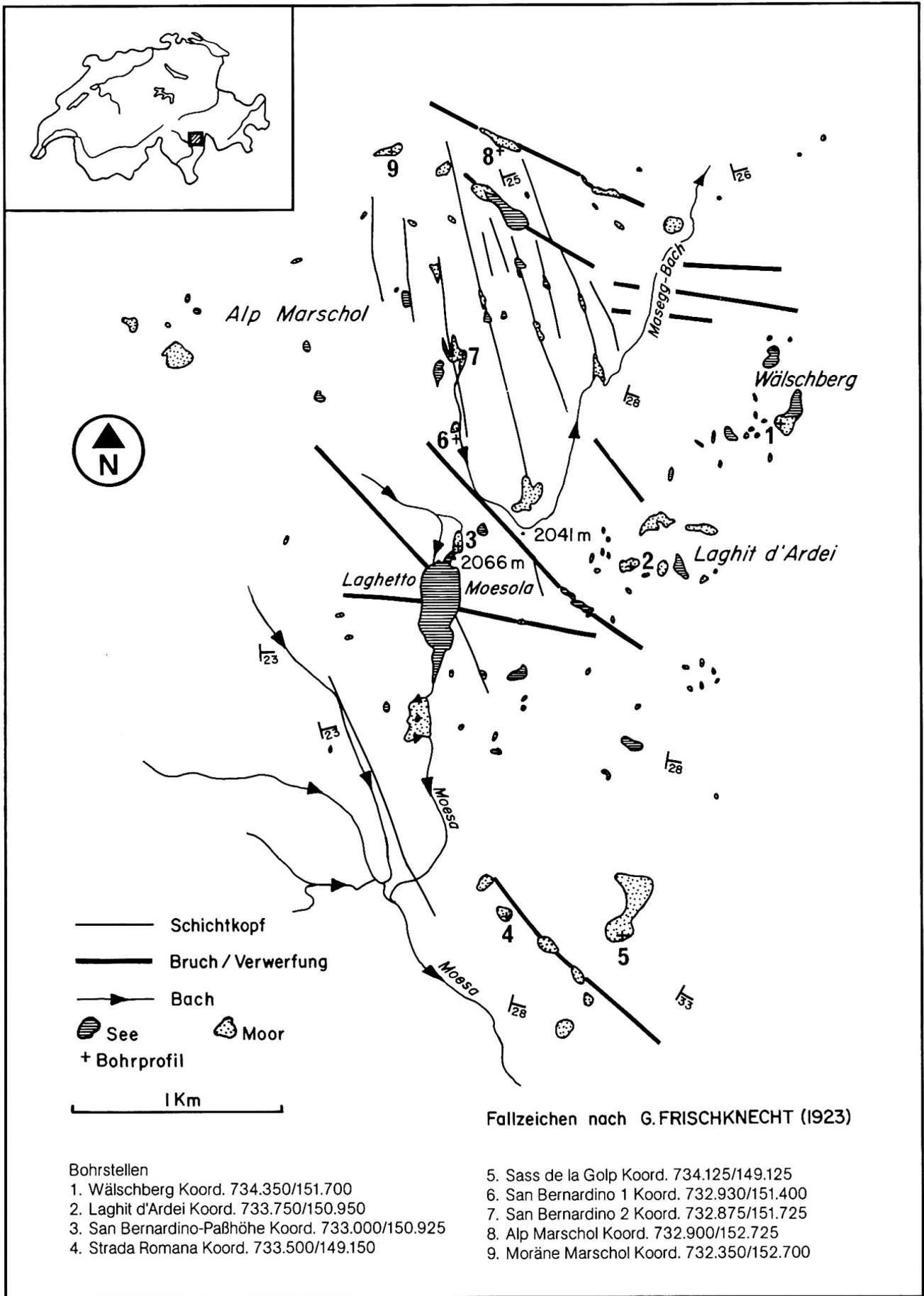


Abb. 2 Gefüge-Karte zum San Bernardino-Paßgebiet

setzen oft während einer klimatisch besseren Phase ein. So z. B. in Sass de la Golp (Bölling-Interstadial), Moräne Marschol (Präboreal). Bisweilen werden die minerogenen Ablagerungen ohne eine Gytjtja-Zwischenlage direkt von *Cyperaceae-Torf* bzw. sandigem Torf überlagert (z. B. Wälschberg, S. Bernardino 1, Alp Marschol). Dies muß dann nicht unbedingt auf rasche und junge Verlandungsvorgänge deuten, wie z. B. bei Wälschberg, wo bereits im Bölling- oder Alleröd-Interstadial eine Ablagerung sandigen Torfes festgestellt werden konnte.

In Fällen, wo das Profil direkt mit Torf beginnt, wie das bei S. Bernardino 2 festgestellt wurde, liegt meistens eine ganz junge Verlandungsgeschichte vor. Es ist dann auch keine «See-Phase» (mit limnischen Sedimenten) und somit kein üblicher Verlandungsvorgang (Ton/Sand-Tongyttja-Gyttja/Seekreide-[Braunmoostorf]-Cyperaceae-torf-[Sphagnumtorf]) nachweisbar. Eine solche «unvollständige» Sedimentabfolge kann aber auch bei einer quartärgeologisch gesehen «alten» Hohlform vorliegen. In diesem Fall kann dies auf eine länger dauernde Erosionstätigkeit, bei der in der betreffenden Hohlform lange kein Material sedimentieren konnte, deuten. Oftmals setzt dann im Lauf des postglazialen Wärmeoptimums (besonders im Atlantikum, vgl. Abb. 3) ein rasches Torfwachstum ein, das außerdem auch für die zahlreich auf der Südseite des Bernhardins vorhandenen Deckenmoore verantwortlich sein dürfte.

Das Profil Moräne Marschol (Nr. 9 in Abb. 3) widerspiegelt die Abhängigkeit des Moores von der geomorphologischen Situation: Die Hohlform wurde erst mit der Ablagerung der daunäquivalenten großen Seitenmoräne des Hinterrhein-Gletschers geschaffen (vgl. C. A. BURGA, 1981). So konnte die Sedimentation mit Sand/Ton erst während der jüngeren Dryas-Zeit einsetzen.

Betrachtet man den Kurvenverlauf der *mittleren Sedimentationsraten* in mm/Jahr (vgl. Abb. 4), so sind die Werte im Spätglazial allgemein höher als diejenigen des Postglazials. In der Nacheiszeit treten nur dann ebenso hohe Sedimentationsraten auf, wenn Sphagnum- und Braunmoostorf längere Zeit im Sediment vorherrschen (z. B. Sass de la Golp: Subboreal; Alp Marschol: älteres Subatlantikum).

Zur Zeit des Bölling-Interstadials ist in allen Profilen (auch in denjenigen aus dem Schams, vgl. C. A. BURGA, 1980, und Abb. 4) eine erhöhte Sedimentationsrate organischer Materials festzustellen, die z. T. erst wieder im jüngeren Postglazial ähnliche Werte erreichen: Sass de la Golp: 0,9 mm; Lai da Vons: 0,8 mm; Crapeig-Via Mala: 1,0 mm/Jahr. Diese vermehrte organische Sedimentation steht wohl in engem Zusammenhang mit der beträchtlichen böllingzeitlichen Klimaverbesserung.

Sedimentationsraten verschiedenen Materials sind selbstverständlich kaum miteinander vergleichbar. Die hier genannten hohen böllingzeitlichen Raten stammen aber aus einheitlicher Tongyttja.

Bei Gytjtja ist allgemein eine geringere Ablagerungsrate zu erwarten als bei Torf. Es ist deshalb erstaunlich, daß die Werte von Tongyttja nicht in allen Fällen vom Torf übertroffen werden (Lai da Vons, Crapeig-Via Mala). Allerdings ist zu bemerken, daß der hohe Tonanteil in diesen Proben eine wichtige Rolle in der Sedimentationsrate spielen mag.

Auffällig ist die hohe Wachstumsrate von 1,0 mm/Jahr während der Pollenzone Ibc im Profil Crapeig-Via Mala, welches seit dem Boreal eine recht tiefe Rate von nur 0,1 mm/Jahr (Bruchwaldtorf) aufweist.

Der Beginn des Moorwachstums ist in allen untersuchten Profilen durch stark zersetzten Torf gekennzeichnet. Bei Mooren, die ehemals relativ tiefe Becken darstellten, dauerte die «Seephase» (Ablagerung von limnischen Sedimenten) länger, so daß hier das Moorwachstum wesentlich später eintritt im Gegensatz zu flachgründigeren Seebecken (vgl. Abb. 3 und 4).

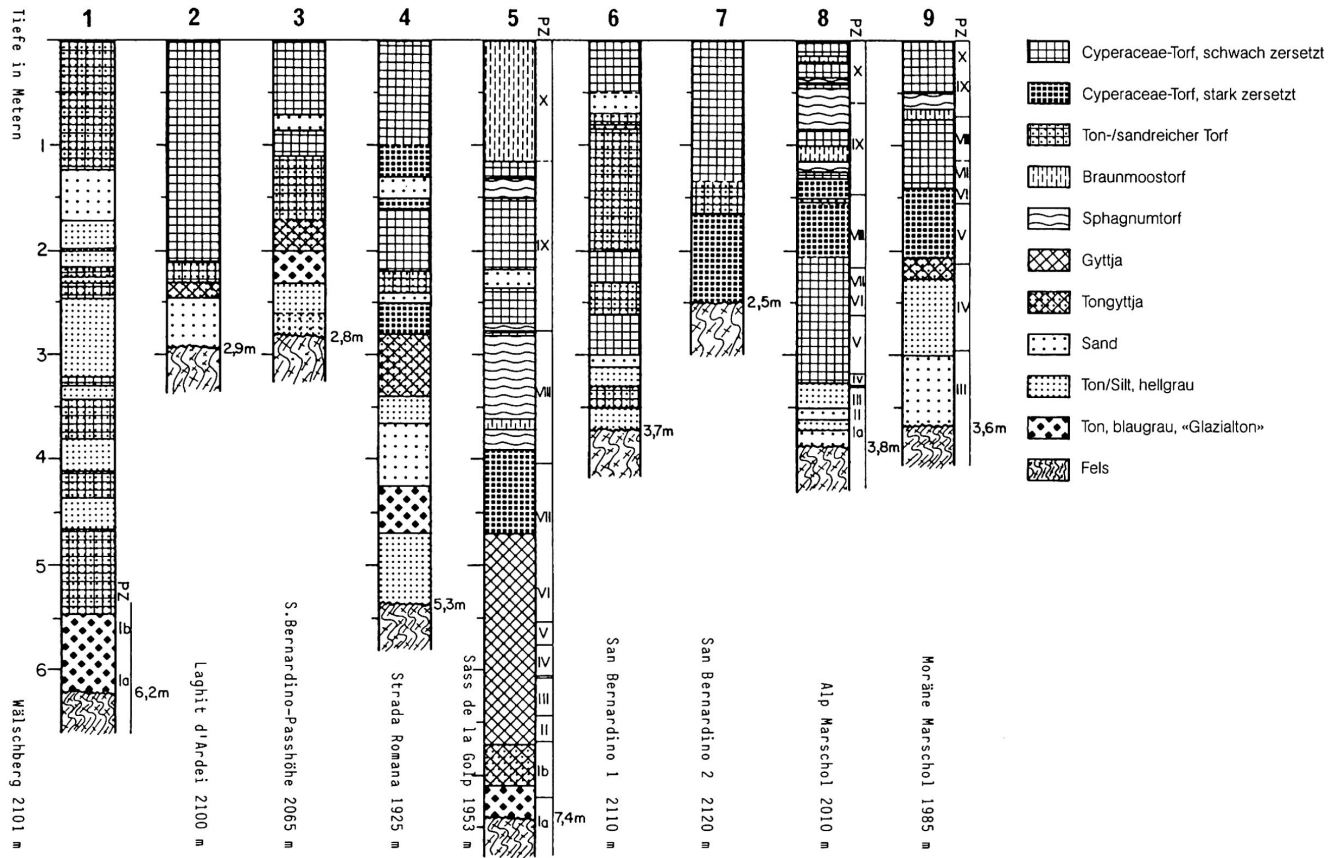
Profil	max. Profiltiefe	Dauer der «Seephase»*
Wälschberg 2101 m	620 cm	Ia-Ib/II
Sass de la Golp 1953 m	740 cm	Ia-VI
Lai da Vons 1991 m	763 cm	Ia-VII (Seekreide)
Crapeig 1020 m	360 cm	Ia-Ib
Alp Marschol 2010 m	380 cm	Ia-III
Moräne Marschol 1985 m	360 cm	?III-V (Gletscherstand)
Palé digl Urs 1834 m	280 cm	?II-VI

*Die Dauer der «Seephase» ist in Form von Pollenzonen (Chronozonen) angegeben. Die Bezeichnungen bedeuten: Ia = Älteste Dryas, Ib = Bölling, II = Alleröd, III = Jüngere Dryas, IV = Präboreal, V = Boreal, VI = Älteres Atlantikum, VII = Jüngeres Atlantikum.

Es zeigt sich hier, daß die Dauer der «Seephase» bis zu einem gewissen Grad von der Höhenlage des Moors abhängig ist (vgl. Lai da Vons und Crapeig-Via Mala). Dem stark zersetzten Torf folgen gegen oben meistens schwächer abgebaute Cyperaceae- und Moostorfe in Wechsellagerung (in Crapeig-Via Mala zusätzlich Bruchwald-Torf).

Die Moostorf-Bildung kann nicht mit feuchteren Epochen direkt korreliert werden, da Sphagnen und Braunmoose zu ganz verschiedenen Zeiten in den Mooren wachsen.

Das stärkste Moorwachstum ist für das Atlantikum und Subboreal festzustellen: 0,2, 0,3, 0,5 bis 0,6 mm/Jahr. Dies ist zu erwarten, da dies mit dem postglazialen Klimaoptimum zusammenfällt. Maxi-



31 Abb. 3 Bohrprofile der Verlandungs-Niedermoore am Bernhardin-Paß

male Sedimentationsraten von 0,3, 0,6, 0,7 oder gar 1,2 mm/Jahr erreichen die jüngsten Torfabschnitte des Subatlantikums. Diese Werte stimmen gut überein mit der mittleren Torfbildungsrate von 0,5 bis 1,5 mm/Jahr für jüngere Profilabschnitte, die G. GROSSE-BRAUCKMANN (1976, S. 452) für Norddeutschland angibt. K. HEEB und M. WELTEN (1972) nennen für das Profil Untermoos (Schwarzenegg) Cyperaceae-Hypnaceae-Torfzuwachsrate, welche ebenfalls sehr ähnliche Werte wie bei den hier untersuchten Mooren ergeben. Wesentlich höhere Sedimentationsraten gibt z. B. F. MATTHEY (1971) für Moore des Schweizer Juras an. Die hohen Zuwachsrate in den jüngsten Profilabschnitten sind teilweise auch durch den geringeren Zersetzungs- und Kompaktionsgrad des Torfmateriale bewirkt.

Die geringe Torfbildungsrate von 0,1 mm/Jahr seit etwa dem Älteren Atlantikum bis zur Gegenwart im Profil Crapteig-Via Mala (vgl. Abb. 4) muß doch erstaunen. Innerhalb von rund 7500 Jahren wurden nur 110 cm Torf abgelagert. Die zahlreichen Holzreste (vorw. *Alnus incana*) im Cyperaceae-Torf deuten auf eine Stillstandsphase im Moorwachstum, während dieser Erlen, Fichten und andere Gehölze auf der

Mooroberfläche sich festsetzen konnten. Offenbar erreichte der Grundwasserspiegel bereits seit dem Boreal einen tieferen Stand, der sich seither kaum verändert hat.

Gute Beispiele für ein *kontinuierliches Moorwachstum* stellen die Profile Sass de la Golp, S. Bernardino-PaBhöhe, Strada Romana, Moräne Marschol, Alp Marschol und Palé digl Urs dar.

Ein analoges Beispiel für stagnierendes Moorwachstum nennen K. RYBNÍČEK und E. RYBNÍČKOVÁ (1977) anhand des Zirbenwald-Moores, 2150 m (Obergurgl, Ötztaler Alpen). Hier lauten die Sedimentationsraten: Boreal: 1,6–2,1 mm/Jahr; Atlantikum: 0,4 mm/Jahr; Stagnierung: Jüngerer Atlantikum bis anfangs Älteres Subatlantikum: 0,06–0,08 mm/Jahr; seit dem Älteren Subatlantikum verstärkte Torfbildung mit 0,5 mm/Jahr. Als Gründe für den Wachstumsstillstand werden genannt (S. 275): Senkung des Grundwasserspiegels im Atlantikum, Austrocknung und hernach Birkenbewuchs, dichtere Waldbestände. Infolge der anthropogenen Entwaldungen seit dem Älteren Subatlantikum erfolgte um die Zeitwende erneutes Wachstum, das auf die steigende Wassermenge der nun waldfreien Stelle zurückgeführt wird.

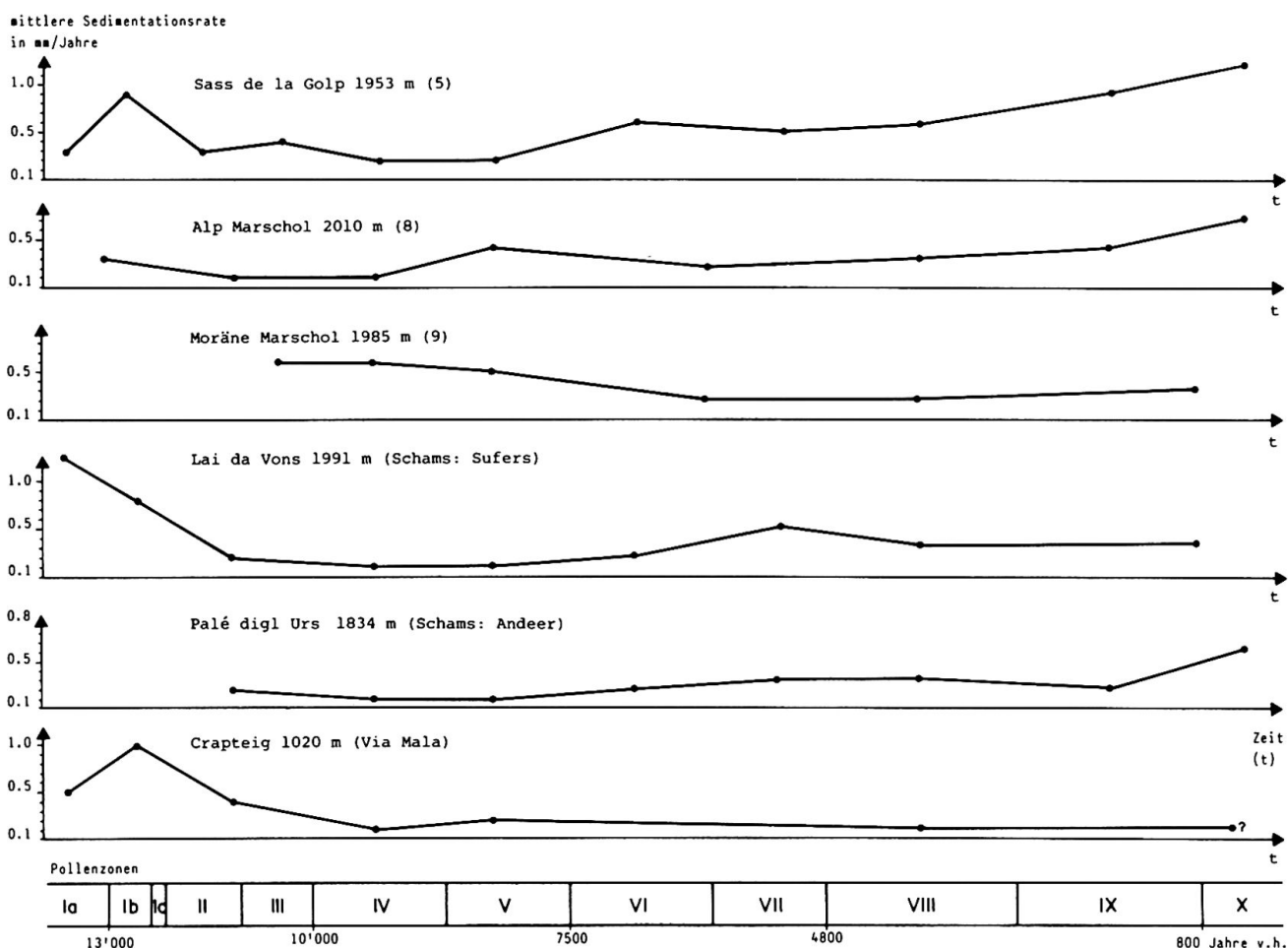


Abb. 4 Mittlere Sedimentationsraten in mm/Jahr

4. Zusammenfassung

Eine gefügekundliche Auswertung von Luftbildern des engeren S. Bernardino-Paßgebietes ergab drei unterschiedlich orientierte *Bruchscharen*, die quer und schräg zum Streichen verlaufen. Diese nach der Faltung bzw. Platznahme des Adula-Kristallins entstandenen Bruchsysteme sind zusammen mit den Bankungs-Köpfen der Augengneise für die Anlage und den Verlauf von Bächen, Seen und Mooren verantwortlich.

Die quartären Ablagerungen der Paßregion werden auf Grund von neun Bohrprofilen aus Flachmooren beschrieben, mittels pollenanalytischer Untersuchungen chronologisch gedeutet und paläoklimatologisch interpretiert.

Der größte Teil der ausgewerteten *Moor-Bohrprofile* weist eine mehr oder weniger «vollständige» Verlandungsabfolge auf. Die Sedimentation der tiefsten Seebecken (Wälschberg, Sass de la Golp, Alp Marschol) begann nachweislich spätestens zur Zeit der ausgehenden *Ältesten Dryas-Zeit*, also vor mehr als 13 000 Jahren vor heute. Auf die würmeiszeitliche Gletschergeschichte bezogen heißt das, daß der ehemals vom Rheinwald nach S ins Misox abfließende südliche Seitenlobus des Hinterrhein-Gletschers bereits während der ausgehenden *Ältesten Dryas-Zeit* nicht mehr vorhanden war. Die würmeiszeitliche Eistransfluenz über den Bernhardin brach also spätestens zur Zeit der ausgehenden *Ältesten Dryas* ab.

In den absolut datierten Sedimentabfolgen (Radiocarbon-Methode) wurden *mittlere Sedimentationsraten* berechnet. Diese sind im Spätglazial allgemein höher als im Postglazial: 0,3–2,0 mm/Jahr bzw. 0,1–0,6 mm/Jahr. Während des postglazialen Klimaoptimums ist erwartungsgemäß das größte Moorwachstum zu verzeichnen. So betragen die mittleren Sedimentationsraten für das Atlantikum und Subboreal 0,2–0,6 mm/Jahr.

5. Literatur

BURGA, C. A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San Bernardino-Paßgebietes (Graubünden, Schweiz). *Dissertationes Botanicae*, Band 56.

BURGA, C. A. (1981): Glazialmorphologische Untersuchungen im Hinterrhein-Tal und am Bernhardin-Paß. In: *Vjschr. Natf. Ges. in Zürich*, Jahrgang 126, Heft 4: 237–267.

FRISCHKNECHT, G. (1923): Geologie der östlichen Adula. In: *Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz*, N. F., Lief. 51: 65–94.

GANSSEER, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpaß. In: *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Band 17, Heft 2.

GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1976): Zum Verlauf der Verlandung bei einem eutrophen Flachsee (nach quartärbotanischen Untersuchungen am Steinhuder Meer). II. Die Sukzessionen, ihr Ablauf und ihre Bedingungen. In: *Flora*, Band 165: 415–455.

HEEB, K. und WELTEN, M. (1972): Moore und Vegetationsgeschichte der Schwarzenegg und des Molassevorlandes zwischen dem Aaretal unterhalb Thun und dem oberen Emmental. In: *Mitt. Natf. Ges. Bern*, N. F., Band 29: 1–54.

HEYDWEILLER, E. (1918): Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernardinopasses. In: *Eclogae geol. Helvet.*, Band 15: 149–297.

JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. und KOPP, J. (1923): Geologische Karte der Adula, 1:50 000, Spez.-Karte Nr. 104. In: *Geologie der Adula. Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz*, N. F., Lief. 51.

MATTHEY, F. (1971): Contribution à l'évolution tardi – et postglaciaire de la végétation dans le Jura central. In: *Beitr. z. geobotan. Landesaufn. der Schweiz*, Heft 53.

RYBNÍČEK, K. und RYBNÍČKOVÁ, E. (1977): Mooruntersuchungen im oberen Gurgltal, Ötztaler Alpen. In: *Fol. Geobotan. Phytotax.* Band 12: 245–291.

STREIFF, V. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Schweiz, Blatt 1235 Andeer. In: *Streiff V. et al. 1976: Erläuterungen zum Blatt 1235 Andeer*, Bern.